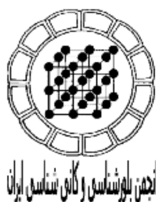
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و نهم، شمارهٔ دوم، تابستان ۱۴۰۰، از صفحهٔ ۳۶۱ تا ۳۷۴



شیمی کانی‌ها و زمین دما-فشارسنجی سنگ‌های بازالتی متاع (جنوب کرمان): شاخص نوع ماگما و جایگاه زمین‌ساختی

زهرا بدرزاده*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۹۹/۳/۱۷، نسخه نهایی: ۹۹/۷/۳)

چکیده: سنگ‌های آتشفشانی بازالتی با ساخت بالشی در دورترین بخش جنوب‌شرقی پهنه سنندج-سیرجان رخنمون دارند. این سنگ‌ها وابسته به توالی آتشفشانی-رسوبی ژوراسیک‌پیشین با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق تا شمالی-جنوبی هستند. در این پژوهش، شیمی بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز برای شناسایی شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل ماگما و محیط زمین‌ساختی قدیمی آن‌ها بررسی شد. بازالت‌های مورد بررسی بافت پورفیری دارند. کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز کانی‌های درشت‌بلور هستند که در زمینه دانه‌ریز با بافت بین دانه‌ای تا اینترسرتال قرار دارند. نتایج تجزیه نقطه‌ای نشان داد که بلورهای پلاژیوکلاز غنی از کلسیم هستند و ترکیب بیتونیتی دارند و پیروکسن‌ها از نوع اوژیت هستند. نتایج عنصر سنجی پیروکسن‌ها از جمله مقدار بالای Al و مقدار پایین Ti و Fe^{3+}، نقش اصلی مولفه چرماک بویژه مولفه $CaAlAlSiO_6$ و نقش ناچیز مولفه اکمیت ($NaFe^{3+}Si_2O_6$) را در ترکیب آن‌ها نشان می‌دهد. مقدار پایین TiO_2 و Na_2O و مقدار بالای SiO_2 بیانگر ماهیت تولئیتی آن‌هاست. برپایه دما فشارسنجی، دمای تبلور درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن حدود ۱۲۰۰-۱۱۵۰ $^\circ C$ و فشار تبلور آن‌ها حدود ۶-۵ کیلوبار است که با عمق تبلور ۱۵ تا ۱۸کیلومتری همخوانی دارد. درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن مورد بررسی ویژگی‌های زمین شیمیایی مشابه با پیروکسن موجود در بازالت‌های حوضه پشت‌قوس را دارند.

واژه‌های کلیدی: *کلینوپیروکسن؛ زمین دما-فشار سنجی؛ بازالت؛ جایگاه زمین ساختی؛ متاع؛ کرمان.*

مقدمه

کلینوپیروکسن یکی از مهمترین کانی‌های مافیک در سنگ‌های آتشفشانی است که به دلیل پایداری در گستره دمایی وسیع، فشار و ترکیب‌شیمیایی و همچنین حساسیت به شرایط تبلور ماگما، در بررسی فرایندهای ماگمایی نقش مهمی دارد [۱-۶]. ترکیب شیمیایی درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن در تعادل با سنگ میزبان به تغییر پارامترهای بحرانی مانند دما، فشار، فعالیت آب و گریزندگی اکسیژن حساس است، از این تغییرات می‌توان برای تعیین سری‌های ماگمایی [۷،۸]، جایگاه زمین ساختی [۸،۹]، دما و فشار تبلور ماگماهای بازالتی [۱۰-۱۲] و به‌طور کلی به عنوان شاخص سنگ‌زایی مهم در بررسی تکامل ترکیبی ماگماها، فرایندهای ماگمایی در سامانه‌های باز یا بسته و تاریخچه صعود ماگما استفاده نمود [۱۳-۱۶].

سنگ‌های بازالتی بالشی در جنوب کرمان (جنوب‌غرب سبزواران) و شمال روستای متاع در دورترین بخش جنوبی پهنه سنندج-سیرجان رخنمون دارند. این سنگ‌ها وابسته به توالی آتشفشانی-رسوبی ژوراسیک‌پیشین در جنوبی‌ترین بخش از پهنه سنندج-سیرجان جنوبی و شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های رسوبی از جمله سنگ‌آهک‌توفی، توف‌آهکی و سنگ‌آهک به همراه سنگ‌های آذرآواری فلسی و سنگ‌های

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۲۴۷۸۱۹۳، نمابر: ۰۴۱۳۵۴۳۱۵۲۳، پست الکترونیکی: zahrabadrzadeh@yahoo.com

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.7.6]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.361]

آتشفشانی بازالتی با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق هستند [۱۷]. سنگ‌های بازالتی بافت پورفیری دارند و دربردارنده درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن هستند. این بازالت‌ها اولیه نیستند و ماهیت جدایش‌یافته دارند[۱۸]. بازالت‌های مورد بررسی براساس داده‌های عناصر اصلی و نسبت‌های عناصر کمیاب مانند Nb/Y و Zr/Y، ویژگی نیمه قلیایی با ماهیت تولئیتی دارند و الیوین‌هنجاری هستند. به باور بدرزاده [۱۸]، این سنگ‌ها ویژگی‌های زمین شیمیایی بین بازالت‌های پشته‌میان‌اقیانوسی نوع مورب عادی (N-MORB) و تولئیت‌های جزایر قوسی را دارند، به‌طوری که مشابه با N-MORB، از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) تهی‌شده هستند و از طرف دیگر مشابه با ماگماهای ایجادشده در پهنه‌های فرورانش، ویژگی غنی‌شده از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) و تهی‌شده از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE؛ به ویژه Nb و Ta) نسبت به مورب نشان می‌دهند. البته، این تهی‌شدگی و غنی‌شدگی‌ها به مقادیر مربوط به بازالت‌های کمان نمی‌رسد.

توده گرانیتوئیدی سیاه‌کوه در فاصله حدود ۵۰ کیلومتری غرب بازالت‌های مورد بررسی قرار دارد. با توجه به جایگزینی وابسته به کمانِ گرانیتوئیدهای آهکی- قلیایی سیاه‌کوه [۱۹] در پهنه سنندج-سیرجان جنوبی و بر اساس ویژگی‌های زمین شیمیایی این بازالت‌ها، نتیجه گرفته‌اند که سنگ‌های بازلتی منطقه متاع به احتمال بسیار در مراحل اولیه بازشدگی حوضه پشت‌قوسِ قاره‌ای کمانِ ماگمایی پهنه سنندج-سیرجان جنوبی در اوایل مزوزوئیک تشکیل شده‌اند [۱۸،۲۰].

از آنجا که تاکنون بلورشیمی سنگ‌های بازالتی متاع بررسی نشده است، در این پژوهش از ترکیب شیمی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن برای بررسی شرایط دما و فشار تبلور ماگمای بازالتی استفاده شد و نیز جایگاه زمین ساختی سنگ‌های بازالتی بر پایه‌ی ترکیب شیمیایی بلورهای کلینوپیروکسن شناسایی گردید.

جایگاه زمین شناسی

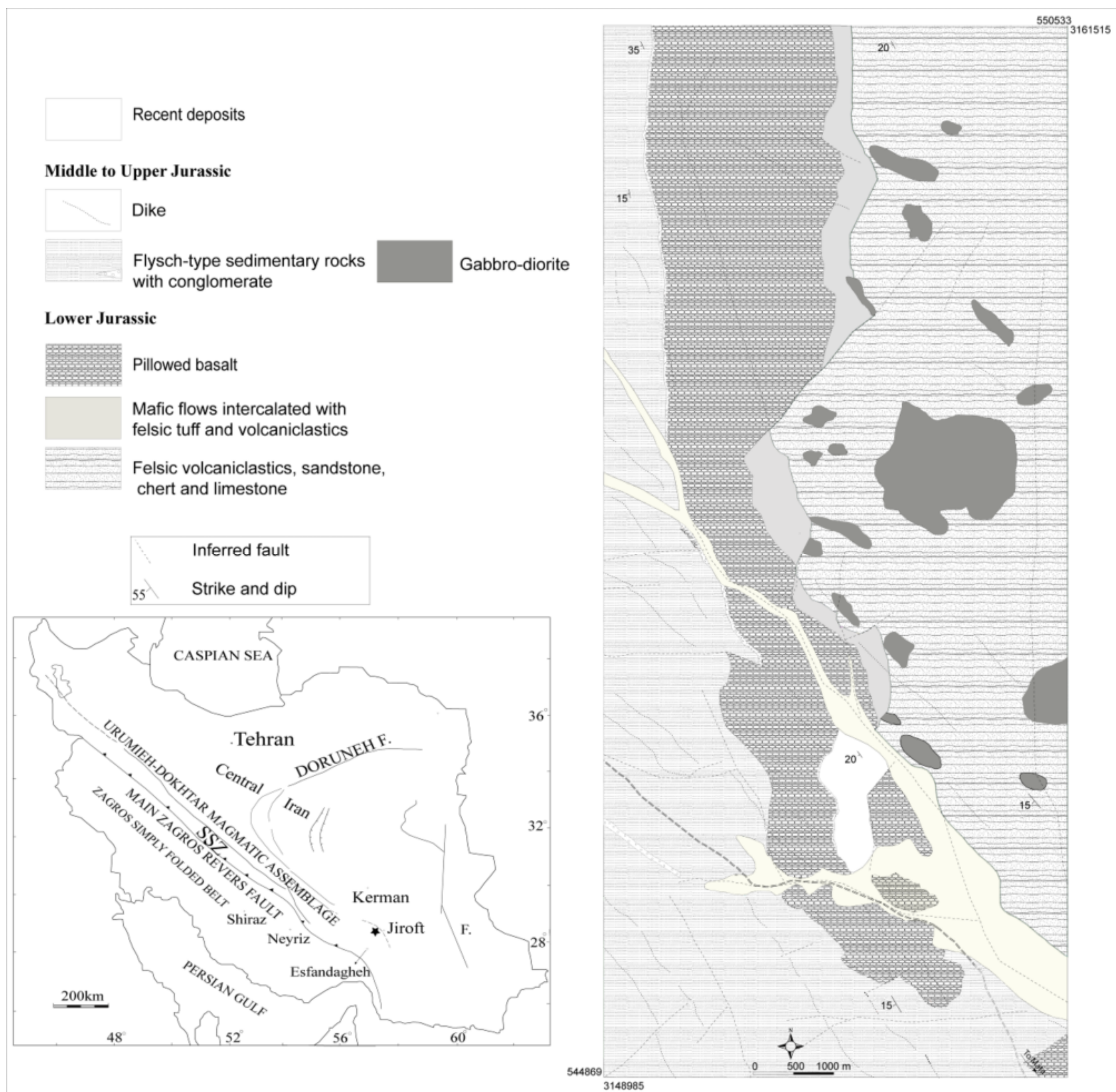
سنگ‌های بازالتی منطقه متاع وابسته به توالی آتشفشانی-رسوبی ژوراسیک‌پیشین در جنوبی ترین بخش پهنه سنندج-سیرجان واقع هستند. این توالی با همبری زمین ساختی و یا با قاعده کنگلومرایی و با دگرشیبی زاویه‌ای بسیار مشخص بر مجموعه‌های دگرگونی پالئوزوئیک قرار دارد [۲۱]. این توالی آتشفشانی-رسوبی در منطقه مورد بررسی با ته‌نشست تناوب به نسبت ضخیمی از سنگ‌های آذرآواری فلسی، سنگ‌آهک‌توفی، توف‌آهکی و سنگ‌آهک آغاز می‌شود (شکل ۱). بخش عمده این واحد را نهشته‌های توف‌آهکی و آهک‌توفی تشکیل می‌دهند. استوک‌ها و دایک‌های با ترکیب گابرودیوریتی تا گرانودیوریتی با سن احتمالی ژوراسیک میانی تا پسین [۲۱] در این واحد نفوذ کرده‌اند. به سمت بالای توالی، سنگ‌های رسوبی به تدریج حذف شده و توالی با تناوبی از سنگ‌های آذرآواری و سنگ‌های آتشفشانی بازی ادامه می‌یابد. به سمت بالا، به‌تدریج سنگ‌های آذرآواری ناپدید شده و توالی با تشکیل بازالت‌های با ساخت بالشی مشخص می‌شود که مهم‌ترین واحد سنگی توالی را با ضخامت حدود ۱/۵ تا ۲ کیلومتر تشکیل داده‌اند (شکل ۱). بازالت‌های بالشی از نظر ریخت شناسی بخش‌های مرتفع این توالی بوده و به رنگ تیره تا سبزتیره هستند (شکل های۲ الف و ب). بالش‌های بازالتی اغلب دارای یک پوسته شیشه‌ای با ضخامت متغیر از ۲تا۵ سانتی‌متر و بیشتر هستند که این پوسته‌ها بیشتر شکسته شده و در نتیجه واکنش سریع آن‌ها با آب دریا بین بالش‌ها اپیدوت و کلریت تشکیل شده است. بازالت‌های بالشی به نوبت با واحد توف اسیدی به رنگ سبزروشن تا خاکستری پوشیده می‌شوند. کنگلومرای چندزادی به طور هم‌شیب و بدون گسستگی رسوبی بر واحد توف اسیدی قرار می‌گیرد. این کنگلومرا با ضخامت حدود ۵۰ متر شامل قطعه های چندزادی مختلف بوده که بیشتر از قطعه‌های سنگی توف، بازالت و گرانیت تشکیل شده است.

رسوب های نوع فیلیش که شامل ردیف ضخیم از رسوب های ماسه‌سنگی، ماسه‌سنگ‌آهکی، لای سنگ، شیل و کمی میان‌لایه‌های آهکی به سمت بالای توالی هستند، بر واحد کنگلومرا ته‌نشست یافته‌اند. رسوب‌های نوع فیلیش با آهک‌های کالپیونلادار به سن ژوراسیک‌پسین-نئوکومین [۲۲] به صورت دگرشیب پوشیده می‌شوند (شکل ۱). دایک‌های متعدد تأخیری با لبه زود سرد شده و با ترکیب بیشتر دیابازی و کوارتزدیوریتی

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.7.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.361]

مجموعه سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی و نیز رسوب های نوع فیلیش را مورد هجوم قرار داده‌اند.

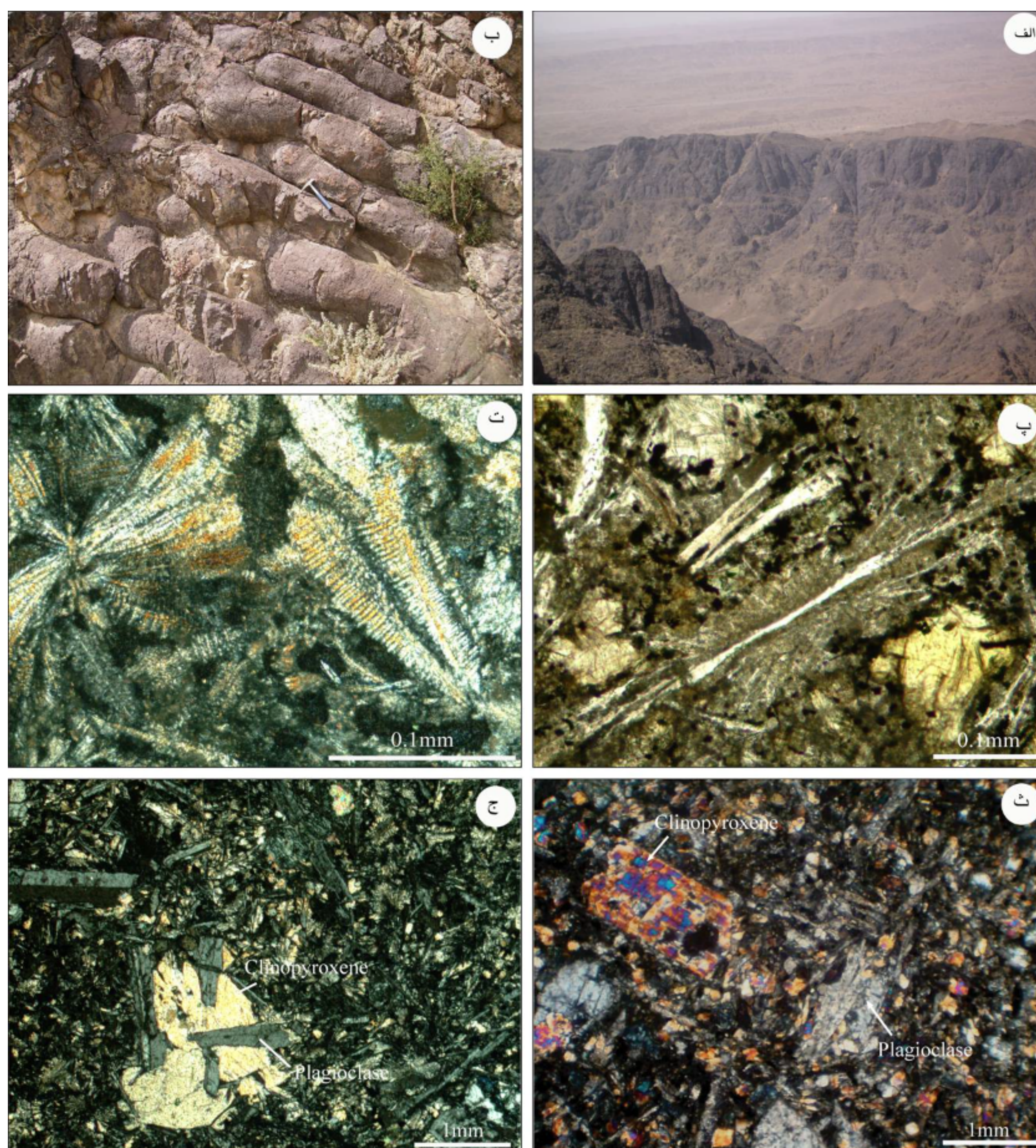
با توجه به بررسی‌های صحرایی و سنگ‌شناسی، ویژگی مهم توالی آتشفشانی-رسوبی فعالیت آتشفشانی و دوگانه آن است که با حضور سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب اسیدی و بازی و نبود سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب حدواسط مشخص می‌شود. رخداد سنگ‌های آهکی و آهک‌توفی در قاعده مجموعه آتشفشانی-رسوبی ژوراسیک پیشین، تناوب سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی اسیدی و بازی و ته‌نشست بازالت‌های با ساخت بالشی نشان‌دهنده تشکیل این مجموعه در یک حوضه زیردریایی است.



شکل۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه متاع [۱۷]. موقعیت منطقه مورد بررسی (ستاره مشکی) در پهنه ساختاری سنندج- سیرجان (شکل سمت چپ) نشان داده شده است.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.7.6]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.361]



شکل۲ تصاویر صحرایی و میکروسکوپی سنگ‌های بازالتی مورد بررسی: الف و ب) نمای دور و نزدیک از سنگ‌های بازالتی بالشی منطقـه، پ و ت) بافت‌های اکسیولیتیک و پرمانند کلینوپیروکسن و بافت دم‌پرستویی در بلورهـای پلاژیـوکلاز ناشـی از انجمـاد سـریع گـدازه، ث) درشـت‌بلورهـای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در زمینه بین دانه ای تا اینترسرتال و ج) بافت نیمـه پوسـت مـاری تـا پوسـت مـاری درشـت‌بلورهـای پلاژیـوکلاز و کلینوپیروکسن (همه تصاویر میکروسکوپی در نور قطبیده متقاطع XPL، گرفته شده‌اند، به جز تصویر پ که در نور قطبیده صفحه ای PPL، ثبـت شده است).

روش بررسی

پس از بازدیدهای صحرایی و برداشت نمونه‌های به نسبت سالم، ۱۴۷ مقطع نازک برای بررسی‌های میکروسکوپی تهیه گردید. ۳ نمونه از بخش‌هـای مرکـزی بـالش‌هـا بـرای بررسـی‌هـای ریـز پردازشی انتخاب شد. تجزیه شیمی کانی‌ها برای مقاطع نـازک-صیقلی پوشیده‌شده با کربن با استفاده از دستگاه ریزپردازشـگر الکترونی Cameca SX 50 در شرایط 20kV و 15-20 nA در دانشگاه بارسلونا (اسپانیا) انجام شد. بـرای واسـنجی دسـتگاه از ارتـوکلاز (Si, Al, K)، روتیـل (Ti)، ولاسـتونیت (Ca)، فرستریت (Mg)، آلبیت (Na)، هماتیت (Fe)، رودونیت (Mn) و Cr_2O_3 (Cr) به عنوان کانی‌های استاندارد اولیه استفاده شـد. نسبت‌های مولکـولی پلاژیـوکلاز براسـاس ۳۲ اتـم اکسـیژن و نسبت‌های مولکـولی کلینوپیروکسـن براسـاس ۶ اتـم اکسـیژن محاسبه شدند.

سنگ‌نگاری

سنگ‌های بازالتی بالشی با بافت ریزپورفیری و بادامی در صحرا مشخص می‌شوند. بخش‌های لبه‌ای بالش‌های بازالتی بیانگر سردشدگی سریع گدازه بازالتی دما بالا هستند که در آن‌ها بافت‌های دم‌پرستویی، اکسیولیتیک و پرمانند شکل گرفته است (شکل های ۲پ و ت). این در حالی است که بخش‌های درونی بالش‌های بازالتی دانه‌درشت‌تر و شامل درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن هستند که در زمینه بین دانه‌ای تا اینترسرتال در بردارنده پلاژیوکلاز+کلینوپیروکسن و کانی‌های فرعی شامل اکسیدهای آهن-تیتان، آپاتیت و زمینه‌ی شیشه‌ای کلریتی شده قرار دارند (شکل ۲ ث). بلورهای پلاژیوکلاز تیغه‌ای شکل هستند و به‌صورت بلورهای نیمه‌شکلدار با ماکل چند ریخت رخ داده‌اند. مقدار مودال پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها به ۵۰٪ می‌رسد. کانی‌های کلینوپیروکسن به دو صورت درشت‌بلور و در زمینه رخ داده‌اند. بافت گلومروپورفیری درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن با پلاژیوکلاز و نیز بافت نیمه پوست ماری در آن‌ها معمول است (شکل ۲ ج). مجموعه‌های درشت‌بلور و ویژگی‌های سنگ‌نگاری این سنگ‌ها نشان‌دهنده تبلور کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز به عنوان فازهای مذاب و نزدیک به مذاب در آن‌هاست. درشت‌بلورها اغلب شکل‌دار تا نیمه‌شکلدار با ابعاد تا ۳ میلیمتر هستند. دگرسانی بخشی کانی‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز به کانی‌های اپیدوت، کلریت و سریسیت صورت گرفته است و آمیگدال‌ها با کانی‌های کلسیت و کلریت پر شده‌اند.

بلور شیمی

نتایج تجزیه ریز پردازشی بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در جدول‌های۱ و ۲ ارائه شده است. بر این اساس، درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز از نوع بیتونیت هستند و ترکیب آنها از $An_{85}Ab_{15}$ تا $An_{75}Ab_{25}$ متغیر است (شکل ۳). مقدار K نمونه‌های بررسی شده بسیار پایین است و مقدار Or پلاژیوکلازها به ندرت به ۰٫۲ می‌رسد. مقادیر CaO این کانی‌ها بین ۱۵٫۲۹ تا ۱۷٫۶۶ و مقدار Na_2O بین ۱٫۷۰ تا ۲٫۷۶ درصد وزنی متغیر است.

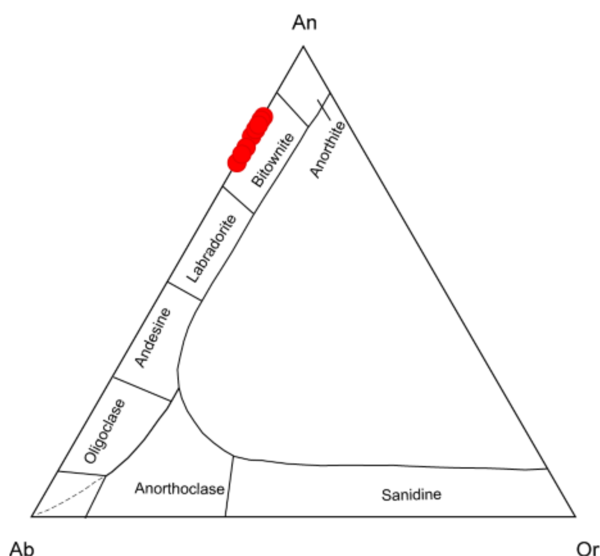
جدول۱ نتایج تجزیه شیمیایی پلاژیوکلازهای سنگ‌های بازالتی متاع بر حسب درصد وزنی.

Thin section	۱۷GH-				۳۶GH-				۴۵GH-	
Spot number	۷#	۸#	۹#	۱۰#	۱۴#	۱۵#	۲#	۶#	۵#	۱۰#
Location	rim	rim	core	core	core	core	rim	core	rim	rim
SiO_2	۴۸٫۹۰	۴۸٫۵۲	۴۶٫۹۹	۴۷٫۰۹	۴۶٫۱۹	۴۶٫۸۲	۴۷٫۴۸	۴۶٫۱۵	۴۹٫۱۸	۴۹٫۰۲
TiO_2	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۵
Al_2O_3	۳۲٫۶۲	۳۳٫۱۱	۳۴٫۲۰	۳۳٫۳۱	۳۴٫۸۹	۳۴٫۲۹	۳۴٫۰۹	۳۴٫۹۹	۳۲٫۵۰	۳۲٫۹۹
FeO	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۳
MgO	۰٫۰۳	۰٫۰۹	۰٫۰۳	۰٫۱۸	۰٫۱۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۲۴	۰٫۱۵	۰٫۰۰
CaO	۱۶٫۰۹	۱۶٫۲۹	۱۶٫۷۱	۱۷٫۶۶	۱۷٫۰۰	۱۶٫۸۱	۱۵٫۹۶	۱۶٫۷۰	۱۵٫۲۹	۱۵٫۸۵
Na_2O	۲٫۴۰	۲٫۱۲	۱٫۹۸	۱٫۷۰	۱٫۷۴	۱٫۹۹	۲٫۳۹	۱٫۸۴	۲٫۷۶	۲٫۵۹
K_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳
Total	۱۰۰٫۱۳	۱۰۰٫۱۵	۹۹٫۹۶	۱۰۰٫۰۱	۱۰۰٫۰۱	۱۰۰٫۰۴	۹۹٫۹۹	۹۹٫۹۷	۹۹٫۹۹	۱۰۰٫۵۶
Formulae calculated on the basis of 32 oxygens										
Si	۸٫۹۴	۸٫۸۷	۸٫۶۳	۸٫۶۸	۸٫۴۹	۸٫۶۰	۸٫۷۰	۸٫۴۹	۹٫۰۰	۸٫۹۲
Al	۷٫۰۳	۷٫۱۳	۷٫۴۰	۷٫۲۳	۷٫۵۶	۷٫۴۲	۷٫۳۶	۷٫۵۹	۷٫۰۱	۷٫۰۷
Fe(ii)	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۳٫۱۵	۳٫۱۹	۳٫۲۹	۳٫۴۹	۳٫۳۵	۳٫۳۱	۳٫۱۳	۳٫۲۹	۳٫۰۰	۳٫۰۹
Na	۰٫۸۵	۰٫۷۵	۰٫۷۰	۰٫۶۱	۰٫۶۲	۰٫۷۱	۰٫۸۵	۰٫۶۶	۰٫۹۸	۰٫۹۱
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱
TOTAL	۱۹٫۹۷	۱۹٫۹۴	۲۰٫۰۳	۲۰٫۰۱	۲۰٫۰۴	۲۰٫۰۵	۲۰٫۰۵	۲۰٫۰۴	۱۹٫۹۹	۲۰٫۰۱
An	۷۸٫۷۵	۸۰٫۸۶	۸۲٫۲۵	۸۵٫۰۲	۸۴٫۳۲	۸۲٫۳۱	۷۸٫۴۹	۸۳٫۲۸	۷۵٫۲۶	۷۷٫۰۴
Ab	۲۱٫۲۵	۱۹٫۰۸	۱۷٫۶۳	۱۴٫۸۱	۱۵٫۶۲	۱۷٫۶۳	۲۱٫۲۷	۱۶٫۶۰	۲۴٫۵۶	۲۲٫۷۸
Or	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۱۲	۰٫۱۷	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۲۳	۰٫۱۲	۰٫۱۸	۰٫۱۷

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.7.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.361]

جدول۲ نتایج تجزیه شیمیایی کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های بازالتی متاع.

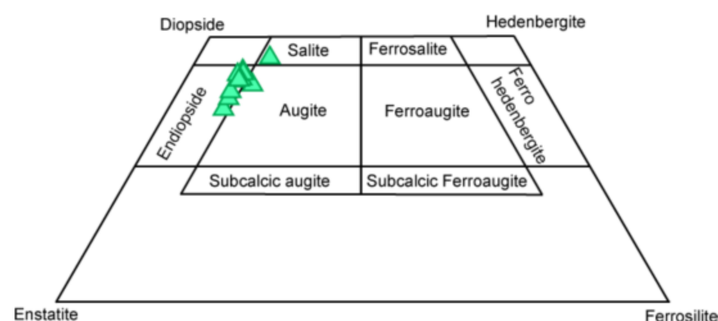
مقاطع نازک	GH-۱۷				GH-۳۶		GH-۴۵				
شماره نقطه	#۲۶	#۲۷	#۲۸	#۲۹	#۴۱	#۴۲	#۵۱	#۵۲	#۵۳	#۵۴	#۵۵
موقعیت	مرکز	لبه	لبه	لبه	لبه	مرکز	مرکز	نزدیک مرکز	گوشته	گوشته	لبه
SiO_2	۴۹٫۵۰	۵۳٫۴۴	۵۲٫۸۹	۵۳٫۲۴	۵۲٫۹۹	۴۹٫۹۴	۵۰٫۱۶	۵۰٫۲۲	۵۱٫۱۱	۵۱٫۴۸	۵۲٫۳۲
TiO_2	۰٫۳۹	۰٫۲۵	۰٫۲۶	۰٫۲۱	۰٫۳۱	۰٫۷۹	۰٫۳۵	۰٫۴۶	۰٫۴۴	۰٫۳۳	۰٫۳۳
Al_2O_3	۵٫۰۸	۲٫۴۸	۲٫۷۳	۲٫۳۲	۲٫۴۲	۴٫۸۸	۴٫۸۵	۵٫۰۳	۳٫۷۹	۳٫۵۷	۳٫۰۶
Cr_2O_3	۰٫۹۷	۰٫۵۸	۰٫۵۱	۰٫۵۹	۰٫۷۳	۰٫۱۰	۱٫۲۵	۱٫۰۸	۰٫۷۷	۱٫۲۴	۰٫۴۸
FeO	۵٫۷۶	۵٫۶۵	۵٫۴۶	۵٫۸۱	۵٫۳۳	۶٫۹۰	۵٫۱۸	۵٫۴۲	۵٫۴۸	۴٫۹۶	۵٫۴۸
MnO	۰٫۱۳	۰٫۱۸	۰٫۱۹	۰٫۱۷	۰٫۱۱	۰٫۱۸	۰٫۱۲	۰٫۱۵	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۳
MgO	۱۶٫۹۵	۱۹٫۴۸	۱۸٫۵۸	۱۹٫۳۴	۱۸٫۳۳	۱۶٫۲۳	۱۶٫۴۱	۱۶٫۴۶	۱۶٫۷۴	۱۷٫۱۲	۱۷٫۴۵
CaO	۲۰٫۴۹	۱۸٫۳۶	۱۹٫۱۳	۱۸٫۰۷	۱۹٫۹۲	۱۹٫۸۰	۲۱٫۲۵	۲۰٫۱۴	۲۱٫۳۰	۲۱٫۲۳	۲۰٫۹۹
Na_2O	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۲۳	۰٫۱۶	۰٫۱۲	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۱۳	۰٫۱۶	۰٫۱۸	۰٫۱۶
K_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۹۹٫۴۶	۱۰۰٫۵۹	۹۹٫۹۸	۹۹٫۹۱	۱۰۰٫۲۶	۹۹٫۰۰	۹۹٫۷۴	۹۹٫۱۰	۹۹٫۹۱	۱۰۰٫۲۳	۱۰۰٫۴۰
فرمول محاسبه شده بر پایه ۶ اکسیژن، Fe^{+3} محاسبه شده برای ۴ کاتیون											
Si	۱٫۸۳	۱٫۹۳	۱٫۹۳	۱٫۹۴	۱٫۹۳	۱٫۸۶	۱٫۸۵	۱٫۸۶	۱٫۸۸	۱٫۸۸	۱٫۹۱
Al(IV)	۰٫۱۷	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۱۴	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۰۹
Al(VI)	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴
Fe(iii)	۰٫۱۱	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۵
Cr	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۱
Ti	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Fe(ii)	۰٫۰۶	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۰۹	۰٫۱۴	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۱۲
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۹۴	۱٫۰۵	۱٫۰۱	۱٫۰۵	۰٫۹۹	۰٫۹۰	۰٫۹۰	۰٫۹۱	۰٫۹۲	۰٫۹۳	۰٫۹۵
Ca	۰٫۸۱	۰٫۷۱	۰٫۷۵	۰٫۷۰	۰٫۷۸	۰٫۷۹	۰٫۸۴	۰٫۸۰	۰٫۸۴	۰٫۸۳	۰٫۸۲
Na	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Wo	۴۱٫۸۵	۳۶٫۴۹	۳۸٫۴۱	۳۶٫۱۹	۳۹٫۹۳	۴۱٫۰۷	۴۳٫۸۰	۴۲٫۲۹	۴۳٫۲۶	۴۳٫۰۴	۴۲٫۰۴
En	۴۸٫۱۷	۵۳٫۸۷	۵۱٫۹۱	۵۳٫۸۹	۵۱٫۱۳	۴۶٫۸۴	۴۷٫۰۸	۴۸٫۱۰	۴۷٫۳۱	۴۸٫۳۰	۴۸٫۶۴
Fs	۹٫۳۱	۹٫۰۳	۸٫۸۴	۹٫۳۴	۸٫۵۰	۱۱٫۴۱	۸٫۴۸	۹٫۱۱	۸٫۸۴	۸٫۰۱	۸٫۷۴
Acm	۰٫۶۷	۰٫۶۱	۰٫۸۴	۰٫۵۸	۰٫۴۴	۰٫۶۸	۰٫۶۴	۰٫۴۹	۰٫۵۹	۰٫۶۶	۰٫۵۸



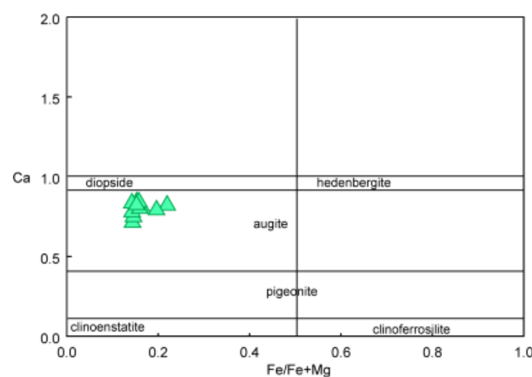
شکل۳ ترکیب پلاژیوکلاز سنگ‌های بازالتی متاع.

ترکیب شیمی درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن بازالت‌های متاع براساس نتایج تجزیه ریز پردازشی (جدول ۲) در چاروجهی پیروکسن‌ها [۲۳] در نظر گرفته شده است (شکل ۴). پیروکسن‌های بررسی شده در گستره ان‌دیوپسید واقع بوده و فقیر از سدیم ($Na_2O<0.2$) هستند؛ ولی با توجه به مقدار به نسبت پایین Ca در مقایسه با دیوپسید (کمتر از ۰/۸۴apfu)، بهتر است آنها را اوژیت بنامیم (شکل ۵).

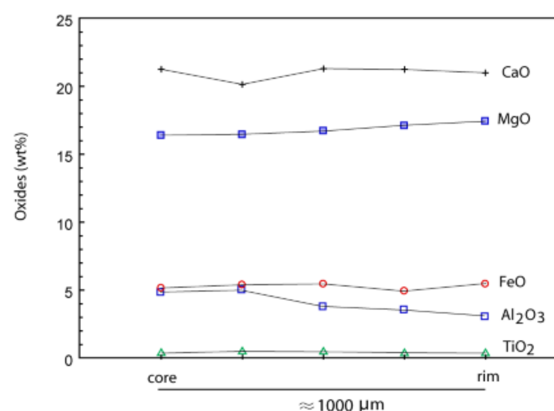
کلینوپیروکسن‌ها دارای مقدار SiO_2 متوسط (۵۳/۴۴- ۴۹/۵۰ درصد وزنی)، عدد Mg بالا (۰/۹۴-۰/۸۵)، Al_2O_3 (۵/۰۸ -۲/۳۲ درصد وزنی)، TiO_2 (۰/۲۱- ۰/۷۹درصد وزنی)،Cr_2O_3 (۱/۲۵- ۰/۱درصد وزنی) و Na_2O (۰/۲۳- ۰/۱۲درصد وزنی) پایین هستند (جدول ۲). چنان که براساس نتایج سنگ نگاری نیز مشخص است، کلینوپیروکسن‌ها طی تبلور از هسته تا لبه ترکیب تقریباً همگنی دارند و شواهدی از تغییر ترکیب قابل ملاحظه ای در آن‌ها دیده نمی‌شود. با این حال، مقدار Al_2O_3 پیروکسن‌ها هر چند کم ولی به طور مشخص از مرکز به سمت لبه کاهش می‌یابد (شکل ۶).



شکل۴ نمودار چاروجهی پیروکسن‌ها برای درشت بلورهای کلینوپیروکسن بازالت‌های متاع[۲۳].



شکل۵ نمودار Fe/Fe+Mg نسبت به Ca برحسب apfu [۲۴].



شکل۶ تغییرات ترکیبی درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن بازالت‌های متاع از مرکز تا لبه.

مقدار Ti کلینوپیروکسن‌ها از معیارهای مهم در تشخیص ماهیت ماگماست. ترکیب درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن بر پایه نمودار Ti نسبت به Ca+Na (شکل ۷ الف)، در گستره بازالت‌های نیمه قلیایی قرار دارد که نشان‌دهنده ویژگی نیمه قلیایی ماگمای مادر آنهاست [۸]. ویژگی‌های شیمیایی این کانی‌ها به همراه مقدار Ti پایین، ویژگی کلاسیک کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های با ماهیت تولئیتی است [۸، ۲۵] که در نمودار Ti نسبت به Al (شکل ۷ ب) دیده می‌شود.

بحث

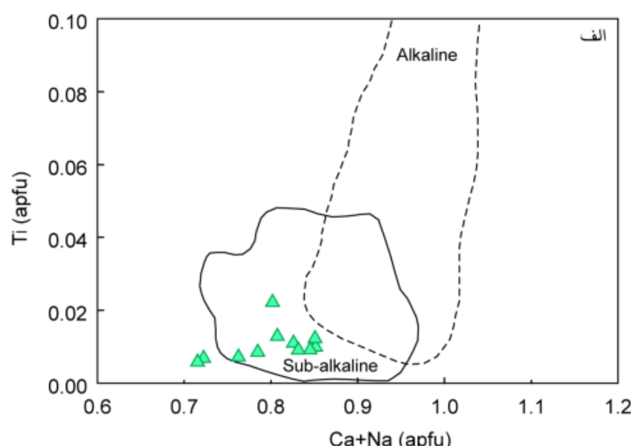
فرمول عمومی پیروکسن XYZ_2O_6 است که در جایگاه X کاتیون‌های Na، Ca، Mn^{2+}، Fe^{2+}، Mg^{2+} ، در جایگاه چاروجهی M_2، Li در جایگاه Y کاتیون‌های Mn^{2+}، Fe^{2+}، Mg^{2+}، Fe^{3+}، Al، Cr و در جایگاه هشت‌وجهی M_1 Ti وارد می‌شوند و Z بیانگر Si و Al در جایگاه چاروجهی است.

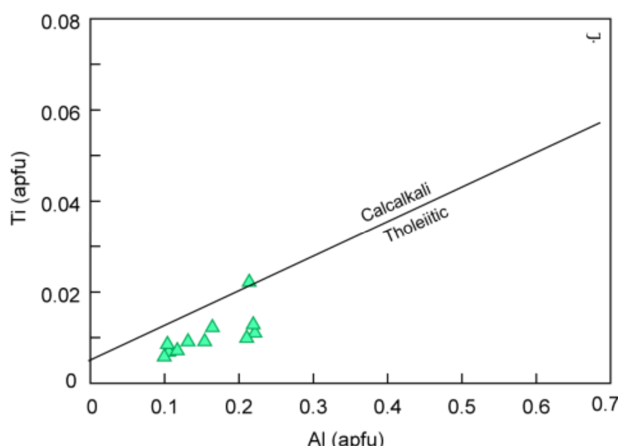
ورود Al و Ti در شبکه پیروکسن به فشار و ترکیب ماگما بستگی دارد [۲۶]، به طوری که مقدار پایین SiO_2 منجر به جایگزینی مولکول چرماک $CaAl_2SiO_6$ می‌شود. هماهنگی قابل قبولی بین روند Si، Al و Ti در درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن وجود دارد. رابطه Si و Al در کلینوپیروکسن های مورد بررسی نشان می‌دهد که بخشی از جایگاه های چار وجهی شبکه پیروکسن توسط Al اشغال شده است (شکل ۸ الف). بنابراین Al در جایگاه چار وجهی (T) وارد شده است تا کمبود Si را جبران نماید [۲۷]. حضور Al در این جایگاه با ورود Ti^{4+} در جایگاه هشت وجهی (M) موازنه می‌شود که بیانگر جانشینی $M^{2+}{}_M + 2Si_T \rightleftharpoons Ti^{4+}{}_M + 2Al^{3+}{}_T$ است. از این رو، تطابق منطقی بین Ti و Al^T وجود دارد (شکل ۸ ب)، با این حال مقدار Al بسیار بالاتر از Ti است، به طوری که همه پیروکسن‌ها بالای خط 6Al:Ti واقع هستند (شکل ۸ ب). همچنین این مقدار بالای Al به احتمال بسیار نشان‌دهنده ورود Al در جایگاه هشت وجهی است که طی آن، جانشینی $2Al \rightleftharpoons M^{2+}{}_{y+}Si_z$ منجر به تشکیل ترکیب $M^{2+}Al(AlSiO_6)$ شده است. بنابراین، Al کافی در دسترس بوده است تا کمبود Si در جایگاه چار وجهی و کمبود Ti در جایگاه هشت وجهی را برطرف نموده و تعادل را حفظ نماید. این امر نشانگر نقش اصلی مولفه چرماک ($CaR^{3+}R^{3+}SiO_6$) بویژه مولفه $CaAlAlSiO_6$ در ترکیب این کلینوپیروکسن‌هاست [۲۸]. بر پایه نمودار $Na\text{-}Ti\text{-}Al^{IV}$ [۲۹] نیز ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در گستره مولکول چرماک غنی از Ca قرار دارد (شکل۹).

هماهنگی منفی بین ($Fe^{3+}+Al^{IV}$) و($Fe^{2+}+Si^{4+}$) و قرار گیری ترکیب پیروکسن‌ها در سمت چپ خط $Fe^{3+}= 0$ (شکل۱۰) نیز نشان‌دهنده افزایش گریزندگی اکسیژن ($fO2$) و حضور آهن سه ظرفیتی همراه با تبلور درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن بازالت‌های منطقه است [۳۰،۳۱].

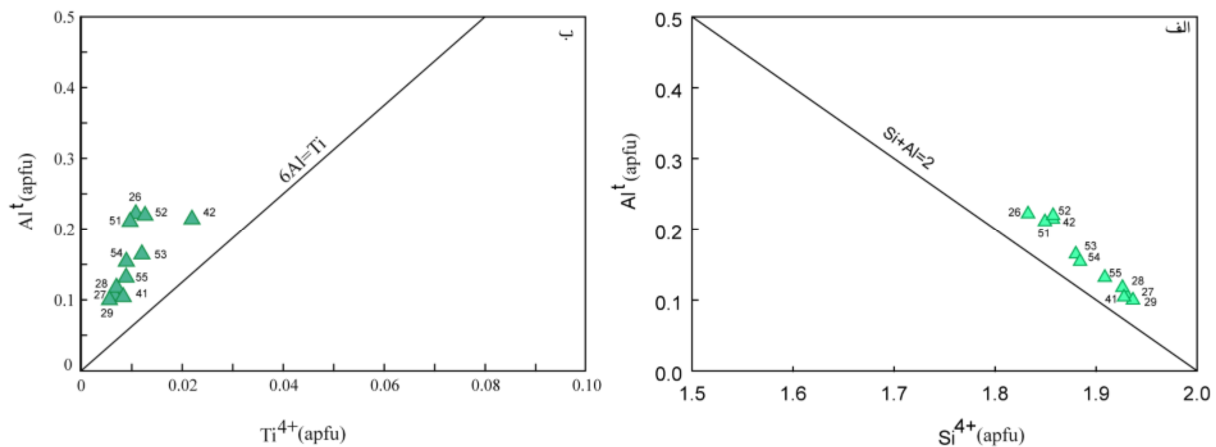
بر این اساس، می‌توان نتیجه گرفت که جانشینی Al به جای سیلیسیم منجر به نقص بار یونی در پیروکسن‌ها گردیده که این نقص بار با جانشینی Fe^{3+} و Al به جای Fe^{2+} و Mg در جایگاه هشت وجهی M_1 موازنه شده است.

گفتنی است که مولفه اکمیت نقش ناچیزی در ترکیب این کلینوپیروکسن‌ها دارد که این امر با مقدار Na پایین (حدود ۰/۰۱ apfu) تایید می‌شود.

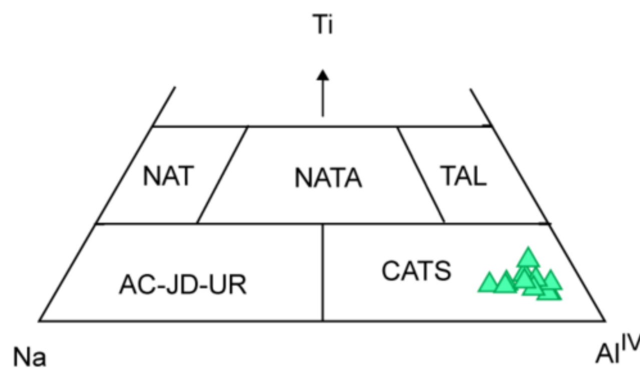




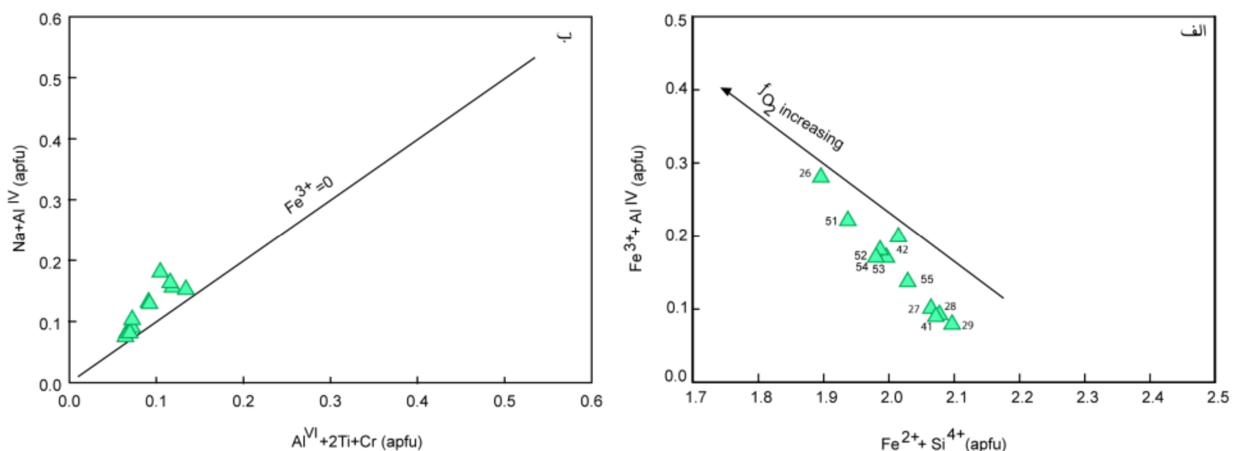
شکل۷ نمودارهای الف) Ti نسبت به Ca+Na و ب) Ti نسبت به Al برای تشخیص ماهیت کلینوپیروکسن بازالت‌های متاع [۸].



شکل۸ نمودار های الف) Al^t نسبت به Si و ب) Al نسبت به Ti کلینوپیروکسن بازالت‌های متاع [۲۷] (اعداد کنار هر نمونه شماره نقاط تجزیه هستند که در جدول آمده‌اند).



شکل۹ نمودار $Ti-Na-Al^{IV}$ پیروکسن‌ها [۲۹]. $NaTi_{0.5}R_{0.52}+Si_2O_6$:NAT ،$NaTiSiAlO_6$:NATA ،$CaTiAl_2O_6$:TAL ،$CaFeAlSiO_6$ و $CaAlAlSiO_6$:CATS ،$NaFeSi_2O_6$:AC ،JD– $NaAlSi_2O_6$ ،$NaCrSi_2O_6$:UR .



شکل۱۰ نمودار های الف: $Fe^{3+}+Al^{IV}$ نسبت به $Fe^{2+}+Si^{4+}$ و ب: $Na+Al^{IV}$ نسبت به $Al^{VI}+2Ti+Cr$ برای پیروکسن‌های بازالت متاع [۳۰، ۳۱] (اعداد کنار هر نمونه شماره نقاط تجزیه هستند که در جدول۲ آورده شده‌اند).

پژوهشگران مختلف تغییرات ترکیبی کلینوپیروکسن‌های تبلوریافته از ماگما را به تاریخچه سردشدگی مذاب، ترتیب ظهور کانی‌های مختلف، گریزندگی اکسیژن و دمای تبلور نسبت داده‌اند [۳۲-۳۵]. با این حال، با باور کپدری و همکارش [۳۶] ترکیب اولیه‌ی ماگما عامل مهم کنترل‌کننده‌ی ترکیب کلینوپیروکسن‌هاست. مقدار Al_2O_3 کلینوپیروکسن‌ها به چند

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.7.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.361]

عامل از جمله دما و فشار تبلور و ترکیب شیمی ماگما بستگی دارد [۳۷]. در ماگماهای نیمه قلیایی، مقدار Al پیروکسن به گریزندگی اکسیژن حساس نیست و به باور براون [۳۷] و موییر و تایلی [۳۸]، در ماگماهای تولئیتی، تبلور در فشار بالا عاملی است که موجب ورود در مقادیر قابل ملاحظه Al_2O_3 در ساختار پیروکسن می‌شود. با توجه به مقادیر بالای آلومینیم در بخش‌های مرکزی کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی نسبت به لبه آنها، می‌توان نتیجه گرفت که مرکز کانی‌های کلینوپیروکسن در فشار بالاتر نسبت به لبه آن‌ها تشکیل شده است.

مقادیر پایین در Al، Ti و Cr کلینوپیروکسن‌های منطقه متاع نشان می‌دهد که این کانی‌ها به‌طور کلی در فشار به نسبت پایین تشکیل شده‌اند [۳۹]. فشار تبلور کلینوپیروکسن در سامانه‌های ماگمایی توسط پژوهشگران مختلف بررسی شده است. به باور وس [۴۰]، از نسبت $^{VI}Al/^{IV}Al$ با کاهش فشار تبلور، کاسته می‌شود. از این رو، مقدار این نسبت در پیروکسن‌ها به‌عنوان زمین فشارسنج به کار می‌رود [۴۱،۴۰].

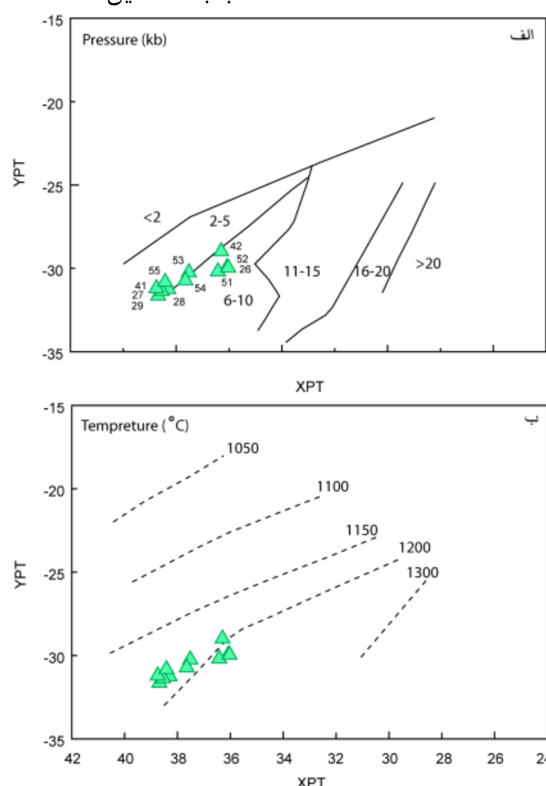
در کلینوپیروکسن‌های تشکیل‌شده در فشارهای بالا (بین ۲۰-۱۵ کیلوبار)، مقدار $^{VI}Al/^{IV}Al$ حدود ۱٫۵- ۱ است [۴۲]. مقدار پایین این نسبت در کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی (۰٫۶-۰٫۳) و نسبت بالای Al/Ti (۹٫۶۸ تا ۲۱٫۲۳) تشکیل آن‌ها را در فشارهای پایین نشان می‌دهد [۴۴،۴۳].

براورد دما و فشار تبلور درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن براساس روش مرجع [۴۵] نشان می‌دهد که این درشت‌بلورها در دمای حدود ۱۲۰۰-۱۱۵۰°C و فشار کمتر از ۱۰kb (حدود ۵ تا ۶ کیلوبار) تشکیل شده‌اند (شکل ۱۱). پارامترهای X_{PT} و Y_{PT} در این روش از روابط زیر محاسبه شده‌اند:

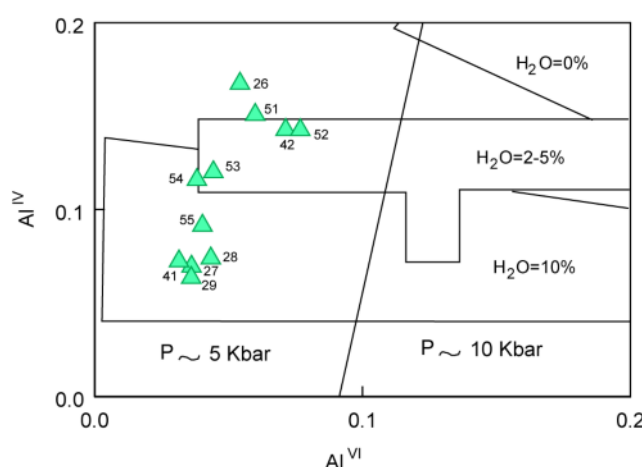
$$X_{PT} = 0.446SiO_2 + 0.187TiO_2 - 0.404Al_2O_3 + 0.346FeO^t - 0.052MnO + 0.309MgO + 0.431CaO - 0.446Na_2O \quad (۱)$$

$$Y_{PT} = -0.369SiO_2 + 0.535TiO_2 - 0.317Al_2O_3 + 0.323FeO^t + 0.235MnO - 0.516MgO - 0.167CaO - 0.153Na_2O \quad (۲)$$

براساس نمودار ^{VI}Al نسبت به ^{IV}Al [۴۶] (شکل ۱۲) نیز، درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن در فشار حدود ۵ کیلوبار و مقدار آب بالا تشکیل شده‌اند.



شکل ۱۱ نمودارهای Y_{PT} نسبت به X_{PT} برای شرایط تبلور کلینوپیروکسن‌های متاع [۴۵] (اعداد کنار هر نمونه شماره نقاط تجزیه هستند که در جدول ۲ آورده شده‌اند).



شکل۱۲ نمودار Al^{IV} نسبت به Al^{IV} برای کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های متاع [۴۶] (اعداد کنار هر نمونه شماره نقاط تجزیه هستند که در جدول۲ آورده شده‌اند).

به باور سیسان و گرو [۴۷]، آب پایداری نسبی کانی‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز را کنترل می‌نماید، به این ترتیب که میدان پایداری کلینوپیروکسن را گسترش داده و با تبلور کلینوپیروکسن، مذاب باقی‌مانده از Al_2O_3 غنی می‌شود. در این شرایط، پلاژیوکلاز پس از کلینوپیروکسن در مذاب متبلور می گردد. این احتمال وجود دارد که مقادیر بالای آب مذاب طی تبلور درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن بازالت‌های متاع (شکل۱۱) منجر به تبلور درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن پیش از تبلور درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در ماگمای بازالتی شده باشد. ترکیب کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی که دربردارنده مولکول تی‌چرماک هستند، نیز تبلور درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن پیش از پلاژیوکلاز را در بازالت‌های مورد بررسی تأیید می‌کند [۳۴].

جایگاه زمین‌ساختی

ترکیب کانی‌های کلینوپیروکسن براساس شیمی گدازه میزبان آن‌ها تغییر می‌کند. این امر، به ویژه در درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن صادق است و ترکیب آن‌ها تفاوت‌های شیمیایی موجود بین انواع مختلف ماگماهای بازالتی را با دقت بالاتر از ترکیب کلینوپیروکسن‌های زمینه نشان می‌دهد. این ویژگی به عنوان شاخصی برای بازالت‌های جایگاه‌های زمین‌ساختی مختلف بکار رفته است. براساس نمودار تشخیصی F1-F2 [۹]، داده‌های تجزیه کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های متاع در گستره مشترک بازالت‌های کف‌اقیانوس (OFB) و جزایر قوسی (VAB) واقع هستند (شکل ۱۳ الف). لتریر و همکاران [۸] براساس ترکیب درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن، نموداری برای تفکیک، بازالت‌های تولئیتی جزایر قوسی از بازالت‌های غیرکوهزایی (بازالت پشته‌میان‌اقیانوسی، بازالت جزایر اقیانوسی و بازالت حوضه پشت‌قوس) طراحی کردند. بر این اساس، درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن بازالت‌های متاع به کلینوپیروکسن‌های تبلور یافته در تولئیت‌های غیرکوهزایی شبیه هستند (شکل ۱۳ ب). بر پایه نمودار Al_2O_3 نسبت به $TiO_2+Cr_2O_3$ [۴۸] (شکل ۱۳ پ)، کلینوپیروکسن‌ها در گستره پیروکسن‌های مربوط به بازالت‌های پشت‌قوس واقع هستند که با داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌کل نیز همخوانی دارد [۱۸].

برداشت

در این پژوهش بررسی کانی‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن بازالت‌های متاع نتایج زیر برداشت می شود:

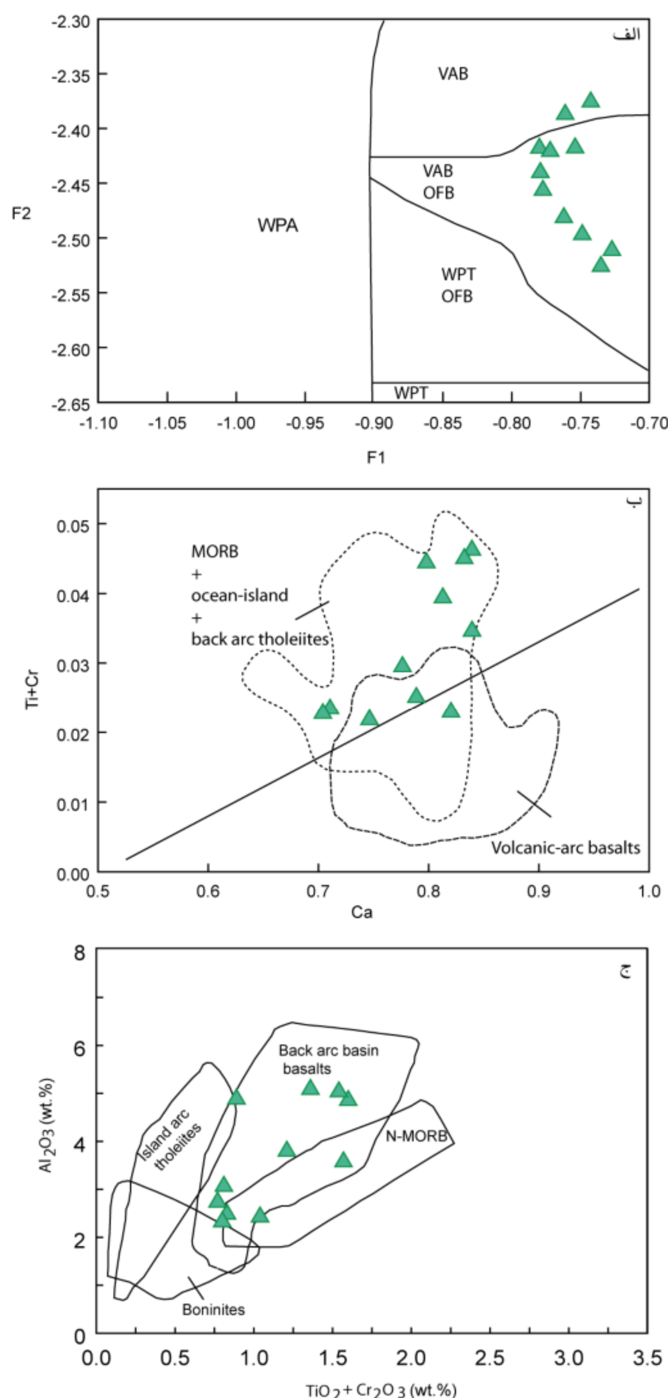
- درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز بازالت‌های متاع کلسیمی هستند و ترکیب بیتونیتی دارند و کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت هستند.
- شیمی درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن نشان می‌دهد که ماگمای مادر آن‌ها ویژگی نیمه قلیایی با ماهیت تولئیتی داشته است.
- مقادیر پایین Ti و Cr و مقدار بالای Mg در پیروکسن‌ها بیانگر تشکیل بازالت‌ها در فشار پایین است.
- بر اساس شیمی کانی کلینوپیروکسن، Al جانشینی سیلیسیم شده که این جانشینی منجر به نقص بار یونی درساختار پیروکسن‌ها شده است. احتمال می‌رود که این نقص بار با

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.7.6]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.361]

جانشینی Fe^{3+} به جای Fe^{2+} و Mg در جایگاه هشت وجهی M_1 موازنه شده باشد.

- بر اساس نتایج دما و فشارسنجی، کانی‌های کلینوپیروکسن در مقادیر آب بالا در دمای حدود ۱۱۵۰-۱۲۰۰°C و فشار حدود ۵ تا ۶ کیلوبار متبلور شده‌اند که بیانگر تشکیل آن‌ها در عمق ۱۵ تا ۱۸ کیلومتری است.

- بر اساس شیمی درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن، سنگ‌های بازالتی متاع در حوضه‌ی پشت‌قوسِ کمان ماگمایی ژوراسیک‌پیشین در پهنه سنندج-سیرجان جنوبی تشکیل شده‌اند که این با نتایج زمین شیمیایی سنگ‌کل نیز همخوانی دارد.



شکل۱۳ نمودارهای الف) F1-F2 [۹]، ب) Ti+Cr نسبت به Ca[۸] و پ) Al_2O_3 نسبت به $TiO_2 + Cr_2O_3$ [۴۸]. برای تشخیص محیط زمین ساختی کانی‌های کلینوپیروکسن بازالت‌های متاع.

[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.361]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.7.6]

مراجع

[1] Dobosi G., Jenner G.A., *"Petrologic implications of trace element variation in clinopyroxene megacrysts from the Nograd volcanic province*", North Hungary: a study by laser ablation microprobe inductively coupled plasma-mass spectrometry. Lithos 46 (1999) 731–749.

[2] Ghorbani M.R., Middlemost E.A.K., *"Geochemistry of pyroxene inclusions from the Warrumbungle Volcano, New South Wales",* Australia. American Mineralogist 85 (2000) 1349–1367.

[3] Bizimis M., Vincent J.M.S., Enrico B., *"Trace and REE content of clinopyroxenes from supra-subduction zone peridotites: implications for melting and enrichment processes in island arcs*", Chemical Geology 165 (2000) 67–85.

[4] Nazzareni S., Molin G., Peccerillo A., Zanazzi P.F., *"Volcanological implications of crystal-chemical variations in clinopyroxenes from the Aeolian Arc, Southern Tyrrhenian Sea (Italy)*", Bulletin of Volcanology 63 (2001) 73–82.

[5] Avanzinelli R., Bindi L., Menchetti S., Conticelli S., *"Crystallization and genesis of peralkaline magmas from Pantelleria Volcano*", Italy: an integrated petrological and crystal-chemical study. Lithos 73 (2004) 41–69.

[6] Zhu Y.-F., Ogasawara Y., *"Clinopyroxene phenocrysts (with green salite cores) in trachybasalts: implications for two magma chambers under the KokcheNAPV UHP massif*", North Kazakhstan. Journal of Asian Earth Sciences 22 (2004) 517–527.

[7] Le Bas M.J., *"The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage*", American Journal of Science 260 (1962) 267–288.

[8] Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D., Marchal M., *"Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series*", Earth and Planetary Science Letters 59 (1982) 139–154.

[9] Nisbet F.G., Pearce J.A., *"Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings*", Contributions to Mineralogy and Petrology 63 (1977) 149–160.

[10] Nimis P., *"Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid*", tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems. Contributions to Mineralogy and Petrology, 135(1) (1999) 62-74.

[11] Putirka K., Johnson M., Kinzler R., Longhi J., Walker D., *"Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria*", 0-30 kbar. Contrib Mineral Petrol 123 (1996) 92-108

[12] Putrika K., Mikaelian H., Ryerson F., Shaw H., *"New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho*", American Mineralogist, Volume 88 (2003) 1542–1554.

[13] Liotard J.M., Briot D., Boivin P., *"Petrological and geochemical relationships between pyroxene megacrysts and associated alkali basalts from Massif Central xenolith suite (France)*", Contributions to Mineralogy and Petrology 98 (1988) 81–90.

[14] Wood B.J., Blundy J.D., *"A predictive model for rare earth element partitioning between clinopyroxene and anhydrous silicate melt*", Contributions to Mineralogy and Petrology 129 (1997) 166–181.

[15] Vanucci R., Bottazzi P., Wulff P. E., Neumann E. R., *"Partitioning of REE, Y, Sr, Zr and Ti between clinopyroxene and silicate melts in the mantle under La Palma (Canary Islands): implications for the nature of the metasomatic agents*", Earth and Planetary Science Letters 158 (1998) 39–51.

[16] Jankovics M.E., Taracsák Z., Dobosi G., Embey-Isztin A., Batki A., Harangi S., Hauzenberger C.A., *"Clinopyroxene with diverse origins in alkaline basalts from the western Pannonian Basin: Implications from trace element characteristics*", Lithos, 262, 120-134.

[17] Aghazadeh M., Barati B., *"Geological and mineralogical map of Gale Rigi (scale 1:20000)*", Geology survey of Iran, Tehran (in Persian) (2010).

[18] Badrzadeh Z., *"Geochemistry and petrogenesis of Mata Lower Jurassic basaltic rocks (Southeast Kerman): Implication to Southern Sanandaj- Sirjan zone evolution. Petrology*", No. 36 (2019) 153-170.

[19] Arvin M., Pan Y., Dargahi S., Malekizadeh A., Babaei A., *"Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: implications for initiation of Neotethys subduction*", J Asian Earth Sci 30 (2007)474–489.

[20] Badrzadeh Z., Peter J.M., Aghazadeh M., Barrett T., *"Volcanogenic Cu-Zn-Au and Cu-Zn massive sulfide Sargaz-Mata metallogenic province, Sanandaj-Sirjan zone, Iran*", 13th Quadrennial IAGOD Symposium, Adelaide, South Australia (2010).

[21] Babakhani A., *"Geological map of Sabzevaran (scale 1:250.000)*". Geology survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian) (1992).

[22] Shahraki A., *"Geological map of Esfandaqeh sheet (scale 1:100.000)*", Geology survey of Tehran, Iran (in Persian) (2003).

[23] Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi D., *"Nomenclature of pyroxenes"*, Am. Min., 62 (1988) 53-62.

[24] Rapprich V., *"Compositional variation of clinopyroxenes of basaltic"*, essexitic and tephriphonolitic rocks from the Doupovskéhory Volcanic Complex, NW Bohemia. J Geosci 50 (2005) 119–132

[25] Beccaluva L., Maccciotta G., Piccardo G.B., Zeda O., *"Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator"*, Chem. Geol., 77 (1989) 165-182.

[26] Dobosi G., *"Chemistry of clinopyroxenes from the Lower Cretaceous alkaline volcanic rocks of the Mecsek Mountains"*, south Hungary. Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Abhandlungen, 156(3) (1987) 281-301.

[27] Kushiro I., *Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks*", American Journal of Science. 258 (1960) 548-554.

[28] Deer WA., Howie RA., Zussman J., *"An introduction to the rock-forming minerals: Second edition"*, London, Longman (1997).

[29] Papike J.J., Cameron K.L., Baldwin K., *"Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data"*, Geology Society of America 6 (1974) 1053–1054.

[30] Schweitzer E. L., Papike J. J., Bence A. E., *"Clinopyroxenes from deep sea basalts: A statistical analysis"*, Geophysical Research Letters, 5(7) (1978) 73-576.

[31] Vieten K., *"The minerals of the volcanic rock association of the Siebengebirge, 1. Clinopyroxenes, and 2. Variation of chemical composition of Ca-rich clinopyroxenes (salites) in the course of crystallization"*, Neues Jahrb. Mineral., Abh., 140 (1980)54–88.

[32] Verhoogen J., *"Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks"*, Am J Sci 260 (1962)211–220

[33] Lofgren G., Donaldson CH., Williams RJ., Mullins O., Usselman TM., *"Experimentally produced textures and mineral chemistry of Apollo 15 quartz normative basalts"*, Geochim Cosmochim Acta Suppl 5(1) (1974) 549–567

[34] Barberi F, Bizouard H., Varet J., *"Nature of the clinopyroxene and iron enrichment in alkalic and transitional basaltic magmas"*, Contrib Mineral Petrol 33 (1971) 93–107.

[35] Mollo S., Del Gaudio P., Ventura G., Iezzi G., Scarlato P., *"Dependence of clinopyroxene composition on cooling rate in basaltic magmas: Implications for thermobarometry"*, Lithos 118 (2010) 302–312.

[36] Capedri S., Venturelli G., *"Clinopyroxene composition of ophiolitic metabasalts in the Mediterranean area"*, Earth Planet Sci Lett 43 (1979) 61–73.

[37] Brown GM., *"Mineralogy of the basaltic rocks. In: Hess HH, Poldervaart A (eds) Basalts. Interscience"*, New York, 103–162 (1967).

[38] Muir I.D., Tilley C.E., *"Basalts from the northern part of the Rift Zone of the Mid-Atlantic ridge"*, J. Petrol. 5 (1964) 409-434.

[39] Hawkins J.W., Allan J.F., *"Petrologic Evolution of Lau Basin Sites 834 Through 839. In: Hawkins, J.W., et al. (Editors.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 135. Ocean Drilling Program"*, College Station, Texas (1994) 427–470.

[40] Wass S.Y., *"Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks"*, Lithos 12 (1979) 115– 132.

[41] Meyer H.O.A., Mitchell R.H., *"Sapphire-bearing ultramafic lamprophyre from Yogo Gulch, Montana; a ouachitite"*, The Canadian Mineralogist 26(1), 81-88.

[42] Thompson R.N., *"Some high-pressure pyroxenes"*, Mineral. Mag. 39(1974) 768–787.

[43] Aoki K., Kushiro I., *"Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher"*, Eifel. Contrib. Mineral. Petrol. 25 (1968) 284–288.

[44] Aoki K., Shiba I., *"Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinomegata"*, Japan. Lithos 6 (1973) 41–51.

[45] Soesoo A., *"A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PT-estimations"*, GFF, Vol. 119 (Pt. 1, March), pp. 55–60. Stockholm. ISSN (1997) 1103–5897.

[46] Helz R. T., *"Phase relations of basalt in their melting ranges at* PH_2O*=5 kb as a function of oxygen fugacity"*, Part I. mafic phases. Journal of Petrology 14 (1973) 249-302.

[47] Sisson T.W., Grove T.L., *"Temperatures and* H_2O *contents of low-MgO high-alumina basalts"*, Contrib. Mineral. Petrol, 113 (1993) 167-184.

[48] Hout F., Hebert R., Varfalvy V., Beaudoin G., Wang C.S., Liu Z.F., Cotten J., Dostal J., *"The Beimarang melange (southern Tibet) brings additional constraints in assessing the origin"*, metamorphic evolution and obduction processes of the Yarlung Zangbo ophiolite. Journal of Asian Earth Sciences 21 (2002) 307–322.

[49] Kretz R., *"Symbols for rock-forming minerals"*, American Mineralogist, Volume 68 (1983) 277-279.